

Zmiany poziomu wody w eemskich jeziorach i torfowiskach północnego Podlasia

Mirosława Kupryjanowicz*



Water level changes in the Eemian lakes and peat-bogs in the north Podlasie. *Prz. Geol.* 55: 336–342.

S u m m a r y. Results of pollen analysis of mire-lacustrine sediments from 25 sites in north Podlasie (NE Poland) were used for reconstruction of water level changes in Eemian lakes and peat-bogs of this region. In the older part of the interglacial (from E1 R PAZ to mid-E5 R PAZ), water level rose gradually. Its drastic decrease was noted in the younger half of the hornbeam zone (E5 R PAZ). Among possible causes of this phenomenon may be the increase of climate continentalism, decrease of rivers erosion base or the disappearance of permafrost. Low water level in the north Podlasie lakes persisted during the whole hornbeam phase (E6 R PAZ), until the beginning of the pine phase (E7 R PAZ). Then distinct increase of water level occurred, and the high water level persisted till the end of the interglacial.

Key words: pollen analysis, Eemian Interglacial, Vistulian (Weichselian), palaeo-lakes, palaeoenvironment reconstruction, North Podlasie, Poland

Do połowy lat 90. XX w. na północnym Podlasiu było znanych zaledwie kilka stanowisk interglacjału eemskiego: Otapy (Bitner, 1956a), Klewinowo (Borówko-Dłużakowa, 1973, 1974; Mojski, 1974), Bagno-Kalinówka (Borówko-Dłużakowa & Halicki, 1957), Czarna Wieś (Bitner, 1956b), Ludomirowo (Bitner, 1957), Zacisze (Bitner, 1957), Miklewszczyzna (Bitner, 1957), Machnac (Kupryjanowicz, 1991) i Proniewiczze (Krupiński, 1995).

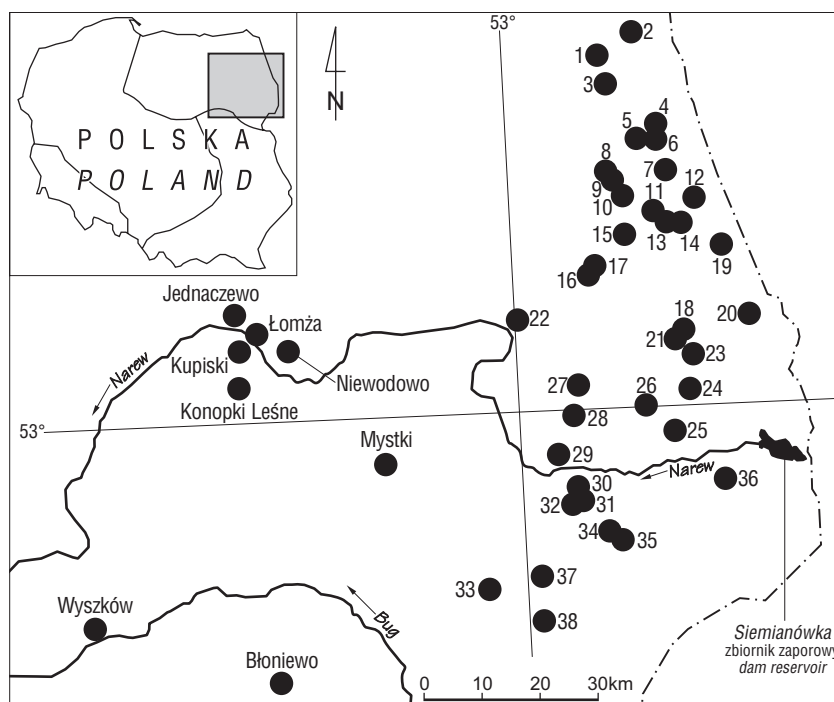
W ostatniej dekadzie odkryto na tym obszarze osady wielu nowych paleojezior (ryc. 1), głównie dzięki pracom nad *Szczegółową mapą geologiczną Polski w skali 1 : 50 000*. Największą miąższość kopalne osady jeziorno-bagienne osiągają w Dzierniakowie — ok. 18 m (Kurek & Preidl, 2001a). Na pozostałych stanowiskach waha się ona od ok. 1 m do ok. 10 m. Wszystkie osady występują w bardzo podobnej sytuacji geologicznej (Kwiatkowski & Stepaniuk, 1999, 2003; Brud, 2000, 2003; Kmiecik, 2001, 2003; Kurek & Preidl, 2001a, b; Boratyn, 2003). Zawsze zalegają one na glinach lub osadach wodno-lodowcowych zlodowacenia warty, a od góry są przykryte przez cienki pokład osadów piaszczystych lub piaszczysto-mułkowych zlodowacenia wisły. Przeważnie deponowane były w małych i płytkich jeziorach występujących w zagłębieniach wytopiskowych. W żadnym stanowisku kopalne osady jeziorne nie są przykryte gliną morenową.

Profile z 28 nowych stanowisk poddano analizie pyłkowej (prawie 1000 prób). Wyniki badań pozwoliły na jednoznacznie korelację badanych osadów z interglacjałem eemskim oraz wczesnym glacjałem i pleniglacjałem zlodowacenia wisły. Zarejestrowana na północnym Podlasiu sukcesja pyłkowa bardzo dobrze koresponduje z regionalną stratygrafią pyłkową tego odcinka plejstocenu opracowaną przez Mamakową (1989). Jej charakterystyczną cechą jest pojawienie się drzew i leszczyny w następującej

kolejności: *Betula-Pinus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Corylus-Alnus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Picea-Abies* i *Pinus* oraz maksymalne wartości procentowe *Corylus* wahające się od 40 do 70%.

Odkrycie na północnym Podlasiu tak wielu eemskich osadów jeziornych jednoznacznie wskazuje, że podczas interglacjału eemskiego był to region pojezierza.

Poddano analizie zmiany w litologii profili oraz we frekwencji i udziale procentowym pyłku roślin wodnych i bagiennych. Na tej podstawie odtworzono sukcesję lokalnych zbiorowisk roślinnych w obrębie badanych zagłębień. Jednym z głównych czynników warunkujących przebieg tej sukcesji były niewątpliwie zmiany poziomu wody w analizowanych zbiornikach. Celem niniejszego opracowania jest ich rekonstrukcja. Z konieczności opracowanie niniejsze ma charakter doniesienia wstępnego — większość palinologicznych danych źródłowych wykorzystanych do jego opracowania jest dopiero przygotowywana do druku. Dotychczas opublikowano jedynie wyniki anali-



*Zakład Botaniki, Instytut Biologii, Uniwersytet w Białymstoku, ul. Świerkowa 20B, 15-950 Białystok; kuprbot@uwb.edu.pl

zy pyłkowej z kilku najnowszych profili (Michałow — Kupryjanowicz & Drzymulska, 2002; Haćki — Brud & Kupryjanowicz, 2002, Kupryjanowicz, 2005a; Solniki — Kupryjanowicz i in., 2005). W przypadku większości ostatnio badanych profili są dostępne wyłącznie wyniki analizy pyłkowej pojedynczych prób (Kupryjanowicz, 1999, 2000a–e, 2002a–h, 2005b). Część danych w ogóle nie była publikowana (profile Starowlany, Sokółka, Harkawicze, Kruszyniany, Hieronimowo). Pełne opracowanie problematyki zmian poziomu wody w eemskich jeziorach północnego Podlasia jest przewidywane dopiero po opublikowaniu wyników analiz wszystkich badanych profili pyłkowych.

Teren badań

Nizina Północnopodlaska jest położona w północno-wschodniej Polsce, na południe od maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia (por. np. Musiał, 1992; Marks, 2002), w obszarze nizin staroglacjalnych. W podziale fizyczno-geograficznym obszar tego makroregionu obejmuje kilka mezoregionów — Wysoczyznę Białostocką, Wysoczyznę Bielską, Kotlinę Biebrzańską, Wzgórze Sokólskie i Dolinę Górnej Narwi (Kondracki, 1994). Obecnie region ten jest niemal całkowicie pozbawiany jezior; znajdują się tu tylko dwa niewielkie naturalne zbiorniki (jeziora Gorbacz i Wiejki) oraz duży sztuczny zbiornik zaporowy Siemianówka. Łącznie akweny te zajmują zaledwie ok. 2% powierzchni terenu.

Podstawy rekonstrukcji paleoekologicznych

Przyjęty w opracowaniu schemat rekonstrukcji zmian paleoekologicznych zapisanych w analizowanych profilach bazuje na założeniach przyjętych przez Ralską-Jasiewiczową i Starkla (1988) w odtwarzaniu wahań poziomu wody w holocenijskich jeziorach i torfowiskach. Według powyższych autorów w większości przypadków oddzielenie zmian związanych z naturalną sukcesją od tych wynikających z oscylacji poziomu wody jest bardzo trudne i wymaga przede wszystkim dobrej znajomości wszystkich

możliwych przyczyn każdej zmiany litologicznej zapisanej w profilu (ryc. 2).

Przejsie od akumulacji gytii do akumulacji torfu może wskazywać zarówno na naturalną sukcesję przy stabilnym poziomie wody, jak i na spadek lustra wody spowodowany czynnikami klimatycznymi, takimi jak np. zmniejszenie się ilości opadów. Zmiana osadu z torfu na gytie może z kolei odzwierciedlać wzrost poziomu wody uwarunkowany wzrostem opadów lub pogłębieniem misy jeziornej w efekcie wytopienia martwego lodu (Ralska-Jasiewiczowa & Starkel, 1988).

Przejsie od gytii wapiennej do gytii detrytusowej może dowodzić obniżenia się poziomu wody (spowodowanego zarastaniem jeziora i wysoką produkcją biomasy), ale może też wyrażać zmianę trofii (ograniczenie dostawy węglanów). Odwrotne przejsie może natomiast świadczyć o wzroście poziomu wody, skutkującym lepszym napowietrzeniem wody i mniejszą ilością materii organicznej akumulowanej w zbiorniku (Ralska-Jasiewiczowa & Starkel, 1988).

W organicznych osadach jeziornych wzrost udziału składnika mineralnego może mieć różne przyczyny. W centrum zbiornika zwykle wynika z przyczyn zewnętrznych, np. wzrostu aktywności procesów fluwialnych, jeżeli jezioro jest włączone do systemu rzecznoego, spływu z brzegów lub uruchomienia procesów eolicznych. W strefie marginalnej jeziora głównym czynnikiem sprawczym takiej zmiany jest erozja gleby, wynikająca z odlesienia terenu wokół zbiornika lub z obniżenia poziomu wód, które odsłania jego strefę przybrzeżną. Zmniejszenie się udziału składnika mineralnego w gytii i zmniejszenie wielkości ziaren mineralnych może natomiast oznaczać wzrost poziomu wody, często wynikający z czynników klimatycznych (mniejsze opady), ale może też być efektem mniejszej aktywności fluwialnej. Obecność piasku lub mułku w torfie zwykle jest skutkiem aktywnie działających procesów deflacyjnych związanych z odlesieniem terenu wokół zbiornika (Ralska-Jasiewiczowa & Starkel, 1988).

Ze względu na znacznie większe niż w przypadku zbiorników holocenijskich trudności techniczne z wykonaniem serii wierceń w badanych zbiornikach (z większości stanowisk były dostępne jedynie pojedyncze rdzenie), a tak-

Ryc. 1. Lokalizacja stanowisk z osadami bagiennie-jeziornymi schyłku zlodowacenia warty, interglacjału eemskiego oraz wczesnego glacjału i pleniglacjału zlodowacenia wisły na północnym Podlasiu:

Fig. 1. Location of sites with mire-lacustrine sediments from Late Glacial of Wartanian, Eemian Interglacial, Early Glacial and Pleniglacial of Vistulian in the north Podlasie:

1 — Krasne (Kupryjanowicz, 2002a), 2 — Żabickie (Kupryjanowicz, 2002a), 3 — Grabowo (Kupryjanowicz, 2002a), 4 — Miklewszczyzna (Bitner, 1957), 5 — Zacisze (Bitner, 1957), 6 — Ludomirowo (Bitner, 1957), 7 — Starowlany (Kupryjanowicz), 8 — Chwaszczewo (Kupryjanowicz, 2002b), 9 — Trzcianka (Kupryjanowicz, 2002c), 10 — Gilbowski (Kupryjanowicz, 2002d), 11 — Sokółka (Kupryjanowicz), 12 — Poniatowice (Kupryjanowicz, 2002e), 13 — Bohoniki (Kupryjanowicz, 2002e), 14 — Drahle (Kupryjanowicz, 2002e), 15 — Podkamionka (Kupryjanowicz, 2002f), 16 — Machnac (Kupryjanowicz, 1991), 17 — Czarna Wieś (Bitner, 1956b), 18 — Radulin (Kupryjanowicz, 1999), 19 — Harkawicze (Kupryjanowicz), 20 — Kruszyniany (Kupryjanowicz), 21 — Pieszczaniki (Kupryjanowicz, 2000a), 22 — Bagno-Kalinówka (Borówko-Dłużakowa & Halicki, 1957), 23 — Dzierniakowo (Kupryjanowicz, 2000b), 24 — Michałow (Kupryjanowicz & Drzymulska, 2002), 25 — Hieronimowo (Kupryjanowicz), 26 — Małynka (Kupryjanowicz, 2000c), 27 — Solniki (Kupryjanowicz, 2005a; Kupryjanowicz i in., 2005), 28 — Klewinowo (Borówko-Dłużakowa, 1973, 1974; Mojski, 1974), 29 — Lesznia (Kupryjanowicz, 2000d), 30 — Haćki (Brud & Kupryjanowicz, 2002; Kupryjanowicz, 2005b), 31 — Proniewiczze PR 1/93 (Krupiński, 1995), 32 — Proniewiczze (Kupryjanowicz, 2000e), 33 — Otapy (Bitner, 1956a), 34 — Wólka-Jeziorko (Kupryjanowicz, 2002g), 35 — Śliwowo (Kupryjanowicz, 2002h), 36 — Skupowo (Kupryjanowicz, 2002h); 37 — Boćki (Kupryjanowicz, 2005c), 38 — Choroszczewo (Kupryjanowicz, 2005c); lokalizacja pozostałych stanowisk według Mamakowej (1989); locations of other sites according to Mamakowa (1989)

że z uwagi na niewielką ilość analiz dodatkowych (szczegółowe badania interdyscyplinarne osadów wykonano jedynie w przypadku rdzeni z Solnik i Dzierniakowa), możliwości interpretacji pochodzenia badanych zbiorników są dość ograniczone. Wnioskowanie zatem z konieczności opiera się przede wszystkim na zmienności facjalnej osadów oraz na zapisanych w profilach pyłkowych zmianach zbiorowisk roślinnych.

W rozważaniach wzięto pod uwagę jedynie 18 z opracowanych przez autorkę profili — wszystkie, które mają pełną analizę pyłkową. Uwzględniono ponadto kilka profili pyłkowych z tego regionu opracowanych wcześniej przez innych autorów (Otapy I i Otapy II — Bitner, 1956a; Bagno-Kalinówka — Borówko-Dłużakowa & Halicki, 1957; Klewinowo — Borówko-Dłużakowa, 1973, 1974; Mojski, 1974; Proniewicze PR 1/93 — Krupiński, 1995). W artykule całkowicie pominięto profile z pojedynczymi próbami opracowanymi palinologicznie.

Analizowane profile litologiczne zestawiono na tle regionalnej palinostratygrafii interglacjału eemskiego i wczesnego glacjału zlodowacenia wisty (Mamakowa, 1989) oraz chronostratygraficznego podziału późnego plejstocenu (ryc. 3).

Wyniki

Tylko jeden analizowany profil (Skupowo) zawiera osady jeziorne reprezentujące schyłek zlodowacenia warty. W jednym ze stanowisk (Małynka) nie udało się uzyskać spągu osadów jeziornych, co uniemożliwia datowanie palinologiczne początku ich akumulacji. W większości pozostałych zbiorników akumulacja osadów bagiennych lub limnicznych rozpoczęła się w najstarszej części interglacjału eemskiego — w trzech stanowiskach (Solniki, Otapy I i Wólka-Jeziorko) podczas fazy sosnowo-brzozowej (E1 *Pinus-Betula* R PAZ), w sześciu (Poniatowicze, Podkamionka, Michałowo, Lesznia, Proniewicze i Proniewicze PR 1/93) w fazie sosnowo-brzozowo-wiązowej (E2 *Pinus-Betula-Ulmus* R PAZ), a w dwóch innych (Hieronimowo i Otapy II) w fazie dębowej (E3 *Quercus-Fraxinus-Ulmus* R PAZ). W ośmiu stanowiskach (Bohoniki, Drahle, Chwaszczewo, Gilbowszczyzna, Machnacz, Dzierniakowo, Haćki i Śliwowo) powstanie nowych jezior lub powiększanie się i pogłębianie tych wcześniej istniejących datowane jest na fazę leszczynową (E4 *Corylus-Quercus-Tilia* R PAZ). Prawdopodobnie zjawisko stałego zwiększania się liczby jezior lub co najmniej powiększania się ich powierzchni miało w tym czasie związek ze stopniowym wytapianiem się brył martwego lodu spowodowanym

postępującym ociepleniem klimatu podczas przedoptimalnej części interglacjału eemskiego. Odnotowana w kilku profilach (Poniatowicze, Lesznia, Otapy II i Śliwowo) zmiana osadu z gytii detrytusowej na torf oraz widoczne w spągu profilu z Poniatowicz przejście od gytii węglanowej do gytii detrytusowej mogły wynikać z sukcesji naturalnej i wypełniania płytkich zbiorników osadami dennymi (por. ryc. 2).

W profilach z czterech pozostałych stanowisk (Trzcianka, Bagno-Kalinówka, Pieszczaniki i Klewinowo) początek akumulacji jeziornej jest datowany dopiero na najstarszą część fazy grabowej (E5 *Carpinus-Corylus-Alnus* R PAZ). Pozwala to sądzić, że powolny wzrost poziomu wody w eemskich jeziorach północnego Podlasia trwał aż do tego okresu interglacjału. Z wyników badań interdyscyplinarnych profilu z Solnik można wnosić, że na północnym Podlasiu na ten okres przypadało optimum klimatyczne interglacjału (Kupryjanowicz i in., 2005).

W większości profili (aż w dziewiętnastu na dwadzieścia pięć zbadanych) brakuje osadów reprezentujących fazę świerkową interglacjału eemskiego (E6 *Picea-Abies-Alnus* R PAZ), a zapis pyłkowy fazy grabowej (E5 *Carpinus-Corylus-Alnus* R PAZ) jest niekompletny (ryc. 3). Osady tej fazy albo w profilach w ogóle nie występują, albo warstwy, które (wnioskując z palinostratygrafii) mogłyby się w tym czasie utworzyć, są wyjątkowo ubogie w pyłek. Znajdowane w nich ziarna są bardzo zniszczone i zwykle noszą ślady korozji, co całkowicie uniemożliwia przeprowadzenie analizy pyłkowej. Zjawisko to może odzwierciedlać znaczne obniżenie się poziomu wody, które wywołało przerwę w akumulacji osadów lub ich okresowe przesuszenie. Na podstawie uzyskanych danych można wnioskować, że przynajmniej część jezior i torfowisk w ogóle przestała w tym czasie istnieć, gdyż uległy całkowitemu osuszeniu (ryc. 4). Zastanawiające jest, że zjawisko to zupełnie nie zaznacza się w litologii profili i było możliwe do wykrycia jedynie dzięki analizie pyłkowej. Być może jest to efekt znacznej kompaktacji eemskich osadów jezioro-bagiennych pod naciskiem przykrywających je osadów deluwialnych zlodowacenia wisty.

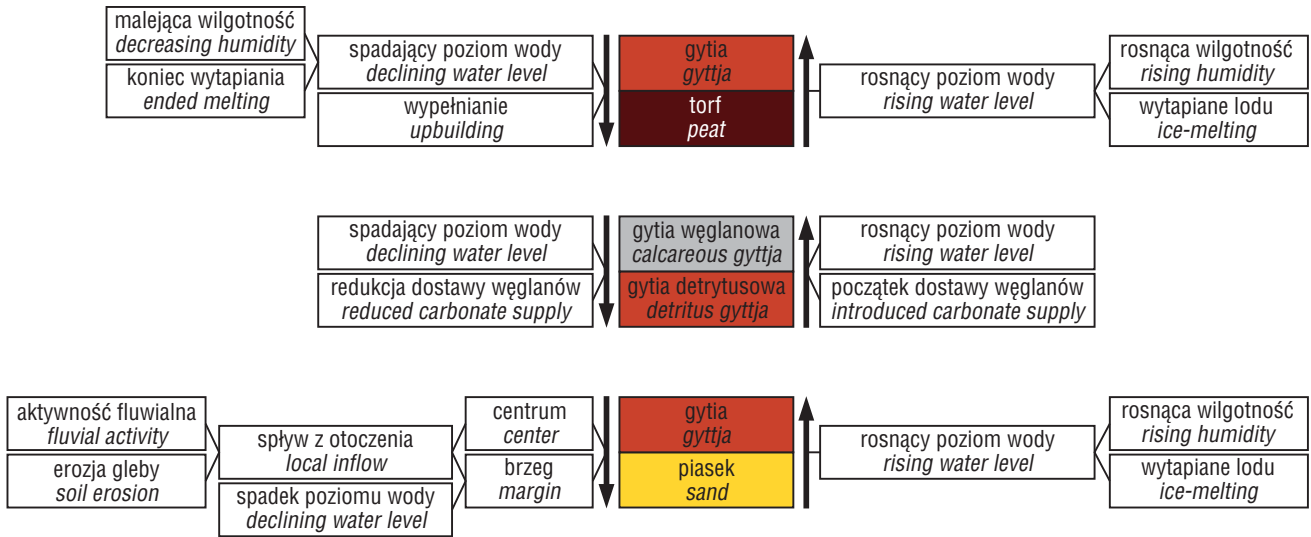
Przypadające na fazę grabową obniżenie się poziomu wody było najprawdopodobniej poprzedzone jego gwałtownym i dość znacznym podwyższeniem się. Być może było ono wywołane zwiększoną ilością opadów — sugerują to wyniki interdyscyplinarnych badań profilu z Solnik (Kupryjanowicz i in., 2005).

Podczas fazy sosnowej (E7 *Pinus* R PAZ) poziom wody w jeziorach ponownie się podniósł, a w większości osuszonych wcześniej zagłębień odtworzyły się jeziora lub

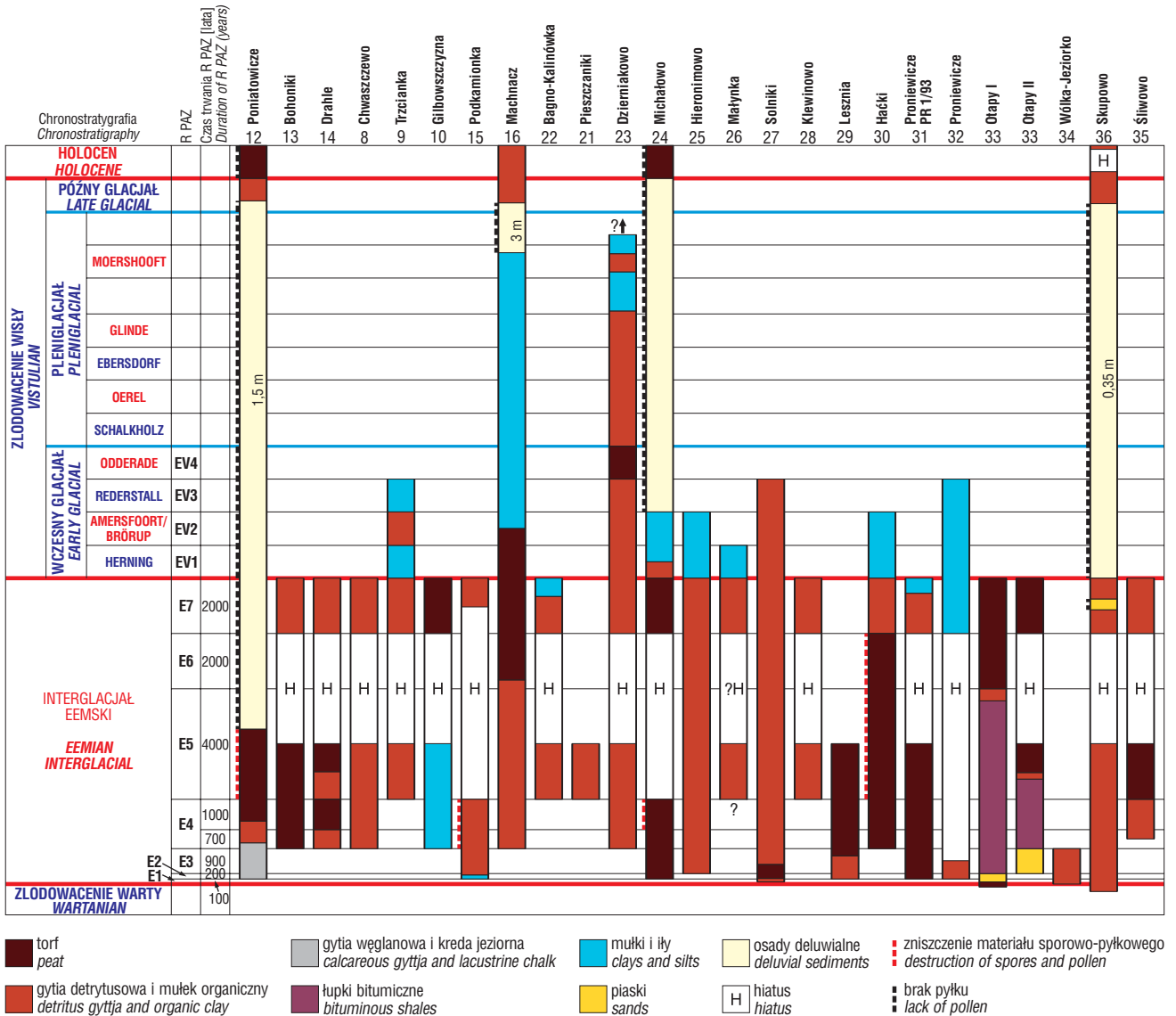
→

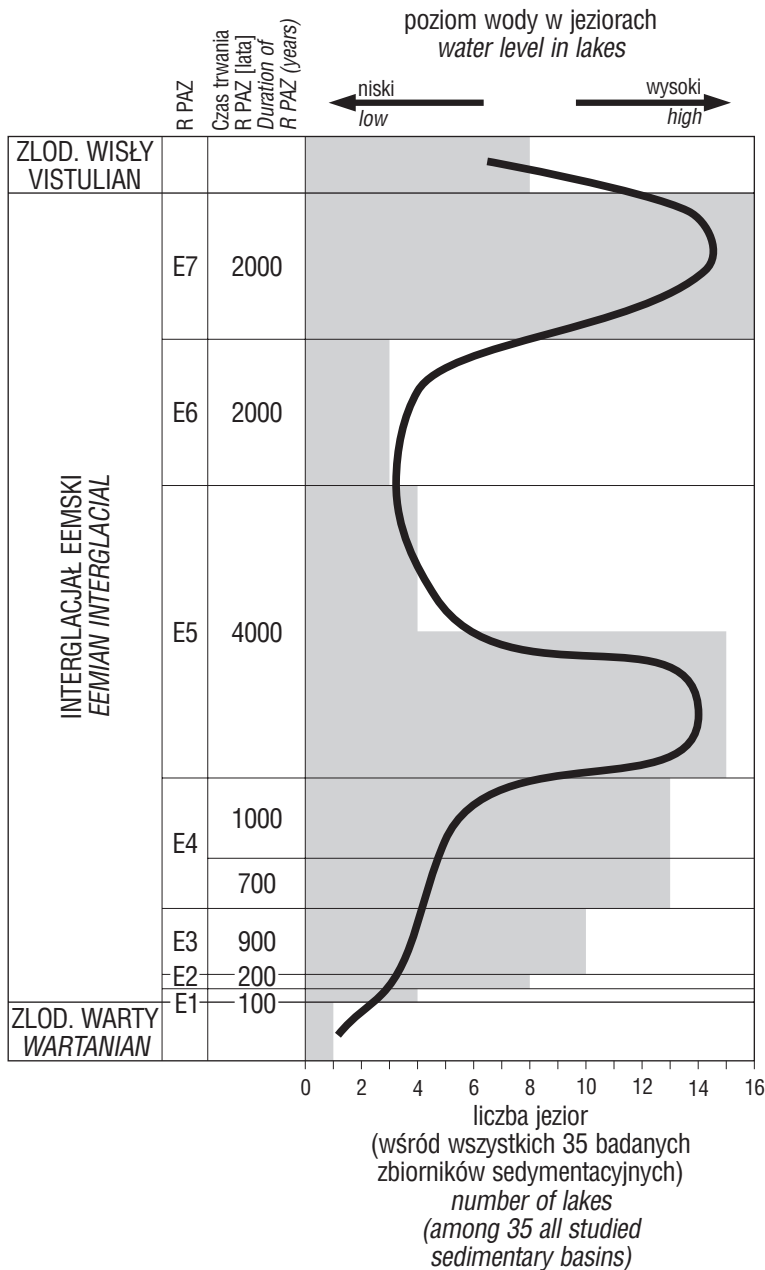
Ryc. 3. Zestawienie profili osadów jeziornych diskutowanych w tej pracy. Podział chronostratygraficzny młodszego plejstocenu według Behre'go (1989); regionalne poziomy pyłkowe (R PAZ) według Mamakowej (1989), a przybliżony czas ich trwania według danych uzyskanych z laminowanych osadów jeziornych z Bispingen (Müller, 1974). Numeracja stanowisk jak na rycinie 1. Osady deluwialne przykrywające kopalne osady bagiennie-jeziorne zaznaczono wyłącznie w przypadku, gdy w ich stropie występowały torfy i gytie wieku późnego glacjału zlodowacenia wisty i holocenijskiego

Fig. 3. Comparison of lake profiles discussed in this paper. Chronostratigraphical division of Late Pleistocene according to Behre (1989); regional pollen assemblage zones (R PAZ) according to Mamakowa (1989), and their duration according to data obtained for annual laminated lake sediments from Bispingen (Müller, 1974). Numbering of sites as in Fig. 1. Deluvial sediments covering fossil mire-lake deposits were marked only when Late-Glacial and Holocene peat and gyttjas were present at the top of the profile



Ryc. 2. Teoretyczne możliwości paleoekologicznej interpretacji pionowej sekwencji osadów w środowiskach jeziornych i torfowiskowych (wg Ralskiej-Jasiewiczowej i Starkla, 1988, nieco zmieniona). Objasnienia w tekście
Fig. 2. Possible palaeoecological interpretations of the vertical sequence of sediments in lacustrine and mire environments (acc. Ralska-Jasiewiczowa & Starkel 1988, little modified). See text for explanations





Ryc. 4. Wahania poziomu wód w eemskich jeziorach północnego Podlasia na tle zmieniającej się liczby jezior zajmujących badane zbiorniki sedimentacyjne; R PAZ według Mamakowej (1989), a czas ich trwania według Müllera (1974)

Fig. 4. Water level changes in Eemian lakes of north Podlasie against a changing number of lakes within the studied sedimentation basins; R PAZ according to Mamakowa (1989), and their duration according to Müller (1974)

i Trzcianka — w stadiale redeerstall). Zbiornik wodny w Machnaczu utrzymał się przez większą część pleniglacjału zlodowacenia wisły, prawdopodobnie do interstadiału moershoof, a zbiornik w Dzierniakowie mógł przypuszczalnie przetrwać aż do maksymalnego nasunięcia się lądolodu wisły. W przypadku jeziora w Dzierniakowie z ostatecznymi wnioskami należy się jednak wstrzymać do momentu uzyskania wyników datowania radiowęglowego osadów.

W części obniżen dawnych eemskich jezior północnego Podlasia (w Poniatowiczach, Machnaczu, Michałowie i Skupowie) u schyłku późnego glacjału zlodowacenia wisły bądź na początku holocenu powstały nowe jeziora, które funkcjonowały tam przez następnych kilka tysięcy lat.

Dyskusja

Liczne dane palinologiczne pochodzące z wielu eemskich stanowisk z różnych części Polski (np. Główny — Niklewski, 1968; Besiekierz — Janczyk-Kopikowa, 1991; Dziewule — Bińka & Nitychoruk, 2003) wskazują, że w regionalnym poziomie pyłkowym E5 *Carpinus-Alnus* mogło nastąpić znaczne obniżenie się poziomu wody. Sedymentacja jeziorna została, podobnie jak na północnym Podlasiu, zastąpiona przez okresową depozycję torfu lub stratygraficzne hiatusy notowane w wielu profilach, co sugeruje zmiany w proporcjach między ewaporacją i opadami. Pogląd taki jest w opozycji do rekonstrukcji klimatycznych Zagwijn (1996) oraz Aalsbersberga i Litta (1998), którzy sugerują, że notowany dla tego okresu spadek średniej temperatury lata i wzrost temperatury miesięcy zimowych następował pod wpływem zwiększenia się ilości opadów. Cheddadi i in. (1998) dowodzą z kolei, że na początku fazy grabowej gwałtownie spadła temperatura miesięcy zimowych, a także znacznie się zmniejszyły opady, których ilość obniżyła się o ok. 200–300 mm/rok. Ciągłe jednak nie jest to jeszcze dostatecznie przekonujący dowód na to, że zanikanie jezior w czasie fazy grabowej było efektem jakiejś oscylacji klimatycznej.

torfowiska i znów zaczęła się w nich akumulacja osadów biogenicznych. Jedynie w czterech stanowiskach (Poniatowice, Pieszczaniki, Lesznia i Wólka-Jeziorko) nie doszło do reaktywacji dawnych jezior lub torfowisk.

Większość eemskich jezior i torfowisk północnego Podlasia przestała istnieć pod koniec interglacjału (Bohoniki, Drahle, Chwaszczewo, Gilbowski, Podkamionka, Bagno-Kalinówka, Klewinowo, Proniewiczze PR 1/93, Otapy, Skupowo i Śliwowo). Częściowo mogło to wynikać z sukcesji naturalnej, która doprowadziła do wypełnienia zbiorników sedimentacyjnych, częściowo zaś mogło być efektem obniżenia się poziomu wody w warunkach zimnego klimatu kontynentalnego końca interglacjału. Jednakże wiele eemskich jezior i torfowisk przetrwało do zlodowacenia wisły (Trzcianka, Machnaczu, Dzierniakowo, Michałowo, Hieronimowo, Małynka, Solniki, Haćki i Proniewiczze). Większość z nich przestała funkcjonować w różnych okresach wczesnego zlodowacenia wisły (Małynka — już w stadiale herring; Hieronimowo, Haćki i Michałowo — w interstadiale amersfoort/brörup; Solniki, Proniewiczze

Wyniki badań stanowisk eemskich centralnej Polski (Klatkowa, 1990) i wschodniej (Bińka & Nitychoruk, 2003) wskazują na istnienie licznych, niewielkich zbiorników niepodobnych do współczesnych polskich jezior. Według Bińki i Nitychoruka (2003) znakomita większość z nich miała średnicę od kilkudziesięciu do kilkuset metrów i była przez to niezwykle czuła na wszelkie zmiany klimatu. Ograniczona ilość wierceń w zbiornikach z północnego Podlasia nie daje wystarczającej informacji o wielkości jezior. Sądząc jednak z ukształtowania współczesnej powierzchni terenu, można wnioskować, że były to zbiorniki o dość zróżnicowanej powierzchni, choć przypuszczalnie tu też dominowały niewielkie jeziora.

Dane z północnego Podlasia wskazują, że znaczne obniżenie się poziomu wody w młodszej części fazy grabowej nastąpiło po okresie maksymalnie wysokiego poziomu wody przypadającego pod koniec starszej części tej fazy (por. Kupryjanowicz i in., 2005). Biorąc pod uwagę budowę geologiczną północnego Podlasia, gdzie piaski tworzą powierzchniowe warstwy na przeważających obszarach, można wysnuć hipotezę, że przyczyną gwałtownego spadku poziomu wody mogło być ostateczne wytopienie się wieloletniej zmarzliny podczas optimum klimatycznego i spowodowane tym znaczne obniżenie poziomu wód gruntowych. Z drugiej strony jednak mało prawdopodobne wydaje się, aby wieloletnia zmarzlina mogła przetrwać ponad 3 tysiące lat dzielące ten moment od początku interglacjału. Nie można również wykluczyć, że przyczyną spadku poziomu wody w jeziorach i torfowiskach było obniżenie się bazy erozyjnej rzek lub wzrost parowania w warunkach bardzo ciepłego klimatu optymalnej części interglacjału.

Wnioski

Podczas ostatniego interglacjału na północnym Podlasiu początek akumulacji osadów w różnych jeziorach nie był synchroniczny. Przypadał on na długi okres — począwszy od schyłku zlodowacenia warty, aż po najstarszą część fazy grabowej (E5a R PASZ). Wynikało to prawdopodobnie ze stopniowego wytapiania się brył martwego lodu.

Charakterystyczną cechą ewolucji eemskich zbiorników sedymentacyjnych północnego Podlasia był znaczny spadek poziomu wody w młodszej części fazy grabowej (E5b R PASZ). Bardzo niski poziom utrzymywał się potem przez całą fazę świerkową (E6 *Picea* R PAZ).

Ponowny wzrost poziomu wody w jeziorach i torfowiskach został zanotowany w fazie sosnowej (E7 *Pinus* R PAZ). Od tego momentu ich dalszy rozwój przebiegał na północnym Podlasiu w różny sposób. Większość zanikła pod koniec interglacjału eemskiego. Dziewięć zbiorników nadal funkcjonowało we wczesnym glacjałe zlodowacenia wisły (Trzcianka, Machnac, Dzierniakowo, Michałowo, Hieronimowo, Małynka, Solniki, Haćki i Proniewicze). Jeden z nich (Machnac) mógł prawdopodobnie istnieć aż do interstadiału moershoofit, a drugi (Dzierniakowo) być może nawet do maksymalnego nasunięcia lądolodu wisły. U schyłku zlodowacenia wisły lub na początku holocenu w miejscu czterech eemskich jezior ponownie utworzyły

się zbiorniki wodne (Poniatowicze, Machnac, Michałowo i Skupowo).

Panu prof. Leszkowi Marksowi bardzo dziękuję za krytyczne uwagi dotyczące pierwotnej wersji maszynopisu, a mgr Danieli Czerniawskiej za preparatykę wszystkich analizowanych palinologicznie prób.

Literatura

- AALSBERSBERG G. & LITT T. 1998 — Multiproxy climate reconstructions for the Eemian and Early Weichselian. *J. Quat. Sc.*, 13: 367–390.
- BEHRE K.E. 1989 — Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. *Quat. Sci. Rev.*, 8: 25–44.
- BIŃKA K. & NITYCHORUK J. 2003 — The Late Saalian, Eemian and Early Vistulian pollen sequence at Dziewule, eastern Poland. *Geol. Quart.*, 47, 2: 155–168.
- BITNER K. 1956a — Flora interglacjału w Otapach. *Biul. Inst. Geol.*, 100: 61–142.
- BITNER K. 1956b — Nowe stanowiska trzech plejstocenijskich flor kopalnych. *Biul. Inst. Geol.*, 100: 247–262.
- BITNER K. 1957 — Trzy stanowiska flory interglacjału w okolicy Sidry. *Biul. Inst. Geol.*, 118: 109–154.
- BORATYN J. 2003 — Objasnienia do arkusza Sokółka Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BORÓWKO-DŁUŻAKOWA Z. 1973 — New localities with Eemian flora in the Poland Lowland [W:] *Palinologija plejstocena i pliocena*. Nauka, Moskwa.
- BORÓWKO-DŁUŻAKOWA Z. 1974 — Eemka flora z Klewinowa na Nizinie Podlaskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 269: 11–22.
- BORÓWKO-DŁUŻAKOWA Z. & HALICKI B. 1957 — Interglacjały Suwalszczyzny i terenów sąsiednich. *Acta Geol. Pol.*, 7: 361–401.
- BRUD S. 2000 — Objasnienia do arkusza Bielsk Podlaski Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BRUD S. 2003 — Objasnienia do arkusza Orla Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BRUD S. & KUPRYJANOWICZ M. 2002 — Eemian Interglacial deposits at Haćki near Bielsk Podlaski: implications for the limit of the last glaciation in northeastern Poland. *Geol. Quart.*, 46(1): 75–80.
- CHEDDADI R., MAMAKOWA K., GUIOT J., DE BEAULIEU J.L., REILLE M., ANDRIEU V., GRANOSZEWSKI W. & PEYRON O. 1998 — Was the climate of the Eemian stable? A quantitative climate reconstruction from seven European pollen records. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 143: 73–85.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. 1991 — Problemy palinostatygrafii plejstocenu w Polsce i analiza palinologiczna interglacjałnych osadów z Besiekierza (Centralna Polska). *Ann. UMCS Sect. B*, 46: 1–26.
- KLATKOWA H. 1990 — The Eemian and Vistulian development of the lake basin sediments at Chripy near Pabianice. *Acta Geogr. Lodz.*, 61: 19–38.
- KMIECIAK M. 2001 — Objasnienia do arkusza Plutycze (379) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KMIECIAK M. 2003 — Objasnienia do arkusza Nowowola (263) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KONDRACKI J. 1994 — *Geografia Polski. Mezoregiony fizyczno-geograficzne*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- KRUPIŃSKI K. 1995 — Analiza pyłkowa osadów interglacjału eemskiego z Proniewicz na Podlasiu. *Prz. Geol.*, 43, 7: 581–585.
- KUPRYJANOWICZ M. 1991 — Eemian, Early and Late Vistulian, and Holocene vegetation in the region of Machnac peat-bog near Białystok (NE Poland) – preliminary results. *Acta Palaeobot.*, 31, 1–2: 215–225.
- KUPRYJANOWICZ M. 1999 — Ekspertyza palinologiczna próbki osadu z sondy 209 (SMGP 1 : 50 000, arkusz Gródek). CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUPRYJANOWICZ M. 2000a — Wyniki analizy pyłkowej próbek z profilu Pieszczaniki P-1 (arkusz Gródek SMGP 1 : 50 000). CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUPRYJANOWICZ M. 2000b — Wyniki analizy pyłkowej próbek osadów organicznych z profilu Dzierniakowo P-2 (SMGP 1 : 50000, arkusz Gródek). CAG, Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- KUPRYJANOWICZ M. 2000c — Wyniki analizy pyłkowej próbek osadów z Małynki (SMGP 1 : 50 000, arkusz Zabłudów). CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUPRYJANOWICZ M. 2000d — Wyniki analizy pyłkowej osadów organogenicznych z arkusza Plutycze SMGP 1 : 50 000. CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUPRYJANOWICZ M. 2000e — Wyniki analizy pyłkowej osadów biogenicznych z profilu Proniewiczze P-3 (arkusz Bielsk Podlaski SGMP 1 : 50 000). CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUPRYJANOWICZ M. 2002a — Wyniki analizy pyłkowej próbek osadów biogenicznych odkrytych na obszarze arkusza Lipsk (SGMP 1 : 50 000). CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUPRYJANOWICZ M. 2002b — Wyniki analizy pyłkowej osadów biogenicznych z Chwaszczewa (arkusz Nowowola, SGMP 1 : 50 000). CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUPRYJANOWICZ M. 2002c — Wyniki analizy pyłkowej osadów biogenicznych z Trzcianki (arkusz Nowowola, SGMP 1 : 50 000). CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUPRYJANOWICZ M. 2002d — Wyniki analizy pyłkowej osadów biogenicznych z Gilbowszczyzny (arkusz Nowowola, SGMP 1 : 50 000). CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUPRYJANOWICZ M. 2002e — Wyniki analizy pyłkowej osadów biogenicznych z profilu Poniatowicze, Bohoniki i Drahle (arkusz Sokółka, SGMP 1 : 50 000). CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUPRYJANOWICZ M. 2002f — Wyniki analizy pyłkowej osadów biogenicznych z Podkamionki (arkusz Nowowola, SGMP 1 : 50 000). CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUPRYJANOWICZ M. 2002g — Wyniki analizy pyłkowej osadów organicznych ze Śliwowa, Paszkowszczyzny i Wólki (arkusz Orla, SGMP 1 : 50 000). CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUPRYJANOWICZ M. 2002h — Wyniki ekspertyzy palinologicznej osadów z wierzeń Skupowo, Sacharewo, Górniańskie Łąki i Orzeszko-wo (arkusz Hajnówka, SGMP 1 : 50 000). CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUPRYJANOWICZ M. 2005a — Roślinność i klimat północnego Podlasia w czasie interglacjału eemskiego oraz wczesnego i środkowe- go vistulianu. Pr. Komis. Paleogeogr. Czwartorzędu PAU, 3: 73–80.
- KUPRYJANOWICZ M. 2005b — Roślinność okolic Haciek w czasie interglacjału eemskiego [W:] Faliński J.B., Ber A., Kobyliński Z. & Kwiatkowska-Falińska A.J. (red.) Haćki. Zespół przyrodniczo-archeologiczny na Równinie Bielskiej. Białowieska Stacja Geobotaniczna Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa-Białowieża: 31–42.
- KUPRYJANOWICZ M. 2005c — Wyniki ekspertyzy palinologicznej próbek osadów z profilu Boćki 1, Boćki 2 i Choroszczewo (arkusz Boćki, SGMP 1 : 50 000). CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUPRYJANOWICZ M. & DRZYMULSKA D. 2002 — Eemian and Early Vistulian vegetation at Michałowo (NE Poland). Stud. Quatern., 19: 19–26.
- KUPRYJANOWICZ M., CISZEK D., MIROSLAW-GRABOWSKA J., MARCINIAK B. & NISKA M. 2005 — Two climatic oscillations during the Eemian Interglacial – preliminary results of multi-proxy researches of palaeolake at Solniki (north-eastern Poland) [In:] Winter H. & Balabanis P. (eds) Proceedings of the workshop “Reconstruction of Quaternary palaeoclimate and palaeoenvironments and their abrupt changes”. Polish Geol. Instit. Special Papers, 16: 53–57.
- KUREK S. & PREIDL M. 2001a — Objaśnienia do arkusza Gródek (341) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000. CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUREK S. & PREIDL M. 2001b — Objaśnienia do arkusza Trześcianka Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000. CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KWIATKOWSKI W. & STEPANIUK M. 1999 — Objaśnienia do arkusza Narew (381) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000. CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KWIATKOWSKI W. & STEPANIUK M. 2003 — Objaśnienia do arkusza Hajnówka (421) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000. CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAMAKOWA K. 1989 — Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. Acta Palaeobot., 29(1):11–176.
- MARKS L. 2002 — Last Glacial Maximum in Poland. Quat. Sci. Rev., 21: 103–110.
- MOJSKI E. 1974 — Sytuacja geologiczna utworów interglacjału eemskiego w Klewinowie na Nizinie Podlaskiej. Biul. Inst. Geol., 269: 5–8.
- MÜLLER G. 1974 — Pollenanalytische untersuchungen und jahres-schichtenzahlungen an der eemzeitlichen kieselsur von Bispingen/Luh. Geol. Jahrb., A21: 149–169.
- MUSIAŁ A. 1992 — Studium rzeźby glacialnej północnego Podlasia. Rozprawy UW, 403.
- NIKLEWSKI J. 1968 — The Eemian Interglacial at Głównocyn near Wyszogród (Central Poland). Mon. Bot., 27: 125–192.
- RALSKA-JASIEWICZOWA M. & STARKEL L. 1988 — Record of the hydrological changes during the Holocene in the lake, mire and fluvial deposits of Poland. Fol. Quatern., 57: 91–127.
- ZAGWIJN W.H. 1996 — An analysis of Eemian climate in western and central Europe. Quat. Sci. Rev., 15: 451–469.

Praca wpłynęła do redakcji 4.10.2006 r.
Akceptacja do druku 3.1.2007 r.

Polecamy:

